干旱区地理
ARID LAND GEOGRAPHY

西北地区东部季风摆动区大气边界层高度对夏季风活动和季风降水的响应特征

李岩瑛[1,2,3]， 张红丽[4]， 张 强[1]， 张爱萍[5]， 杨吉萍[5]， 张春燕[3]

（1 中国气象局兰州干旱气象研究所，甘肃省干旱气候变化与减灾重点实验室/中国气象局干旱气候变化与减灾重点开放实验室，甘肃 兰州 730020； 2 中国科学院陆面过程与气候变化重点实验室，甘肃 兰州， 730000； 3 甘肃省武威市气象局，甘肃 武威 733000； 4 天水师范学院，甘肃 天水 741000； 5 民勤县气象局，甘肃 民勤 733399）

摘 要：大气边界层高度影响着近地层能量、水分的发展变化，而季风摆动区边界层受夏季风活动和季风降水影响很大，变化特殊，但其边界层高度的响应特征并不清楚。应用西北地区东部5站民勤、榆中、平凉、银川和延安2006—2016年5～9月逐日19时每隔10 m高度高空加密观测资料，以及民勤2006—2016年逐日07时探空规定层和特性层资料，结合地面逐日观测资料，对比计算多种资料找到合适的边界层高度。进一步运用*NCEP*、*EC*再分析资料，分析夏季风对季风摆动区的影响，得出边界层高度与夏季风、季风期降水影响的关系。结果表明：基于每隔10 m加密压温湿风探空资料，确定了9点平均位温梯度法作为边界层高度的最佳计算方法，该区边界层高度5～6月较高，7～9月逐渐降低，5～9月平均高度由非季风影响区的2 600 m、季风摆动区的1 800 m逐渐降低到季风影响区的1 500 m以下。边界层高度与地面相对湿度、地温和风场关系密切，湿度越大、风速越大，边界层高度越低，相反，近地面地气温差越大，气温越高，吹西北风时，边界层高度越高。在不受夏季风影响时，边界层高度较高，有夏季影响风时，边界层高度较低。夏季风持续时间越长，边界层高度越低，当夏季风持续时间为0候、1～4候和≥5候时，边界层高度分别为2 000 m左右、1 600～1 900 m和1 300～1 400 m。*APO*季风强度指数与季风影响区边界层高度有显著的负相关，*APO*季风强度指数越大，季风影响区边界层高度越低。边界层高度与季风期降水性质、强度关系较为密切，从大到小为无降水、对流性降水和稳定性降水；随着降水强度增强，边界层高度降低，边界层高度中非季风影响区较高，季风摆动区次之，季风影响区最低。降水日数越多，边界层高度越低。夏季风反过来对降低边界层高度，增多增强季风期降水起着积极作用。

关 键 词：边界层高度；夏季风；季风期降水；季风摆动区；西北地区东部

文章编号：

边界层高度是研究大气边界层的重要指标之一，它影响着干旱、空气污染、灾害天气及热带气旋等的发展变化，春夏季较高，冬季较低，与近地面最高地温差、风速和湿度关系密切[1～6]。

夏季风主要来源于热带和副热带海洋，通常于5月中旬左右在南海地区爆发[7]，然后向北推进7月到达北方达到极盛期，9月初向南撤退，至10月中旬完全结束。夏季风含有丰富的水汽，故其往往与降水密切相联，季风到达日期与当地雨季的开始日期接近。丁一汇[8-9]认为东亚夏季风年代际到长期的变化主要受低层热力差异影响，而在年际时间尺度则与高层热力差异的相关更显著一些，进而预测东亚夏季风在21世纪将增强，雨带北推；在21世纪主要受气候变暖的影响，夏季风雨带将持续北移，中国

收稿日期：2019－11－07； **修订日期**：2020－04－28

资助项目：国家自然科学重点基金项目（41630426）；中国科学院陆面过程与气候变化重点实验室开放基金（LPCC2016005）

作者简介：李岩瑛（1970－），女，甘肃武威人，正研级高工，主要从事天气预报和研究工作. E-mail: lyyqxj@163.com

通讯作者：张强（1965－），男，甘肃靖远人，研究员，主要从事陆－气相互作用观测试验研究. E-mail: zhangqiang@cma.gov.cn

北方和西部地区出现持续性多雨的格局。而西北地区东部正好处在夏季风影响过渡区的典型地带，夏季风边缘线特性明显，边缘线摆动幅度也较大。由于受特殊的大气环流背景和地理地貌环境影响，该地区年平均降水量一般在300～500 mm左右，降水的气候波动性很大，陆面特性变异性很显著，陆—气相互作用过程受季风气候动力学影响十分明显、受季风降水的调控也更加突出[10]。西北变暖多雨的气候环境变化趋势也正在驱动该地区陆面过程和大气边界层特征发生显著变异。作为夏季风到非夏季风的过渡区，具有由深厚边界层向常态边界层的过渡特征[11]，对流大气边界层厚度日峰值更是可由干旱区4 000 m左右深厚对流大气边界层陡降至季风区500 m左右的浅对流大气边界层[12]，该区边界层高度对夏季风活动及季风期降水有何响应，上述文章中并没有提到。所以，夏季风影响过渡区的陆—气相互作用特征及其对夏季风活动的响应机制已经成为一个非常突出的科学问题，十分必要对其进行深入系统研究。

本文研究区位于西北地区东部，是干旱、半干旱到半湿润区的交汇处，也是夏季风的过渡区[13]。从我国降水气候变化分析得出，黄土高原地区的夏季平均降水量呈减少趋势，西北东部地区由于外部水汽输送的减少速率大于局地实际蒸散发量的增加速率，降水也呈减少的趋势[14-15]西北地区东部，平均降雨强度增加，降雨更加集中，日变化特征上，东部季风区以小雨和中雨为主，西南季风水汽输送对其影响较显著[16-18]。刘潇[19]通过对南海夏季风活跃期和非活跃期的大气边界层结构特征进行研究分析认为，在季风非活跃期混合层高度最高可达937 m，而在活跃期，受降水和云系的影响混合层高度明显降低，最大高度仅为700 m左右。汪会[20]研究华南和江淮地区季风降水在形成机制上存在着尺度差异：季风降水活跃期和前期降水系统的形成与大尺度天气系统（动力驱动）有关，而季风降水后期和停滞期降水系统的形成则决定于太阳加热造成的局地不稳定（热力驱动）。杜一博[21]讨论了西北干旱、半干旱地区夏季边界层高度和近地面温度与感热通量的关系，及其对夏季风进退的响应。

但目前对于西北地区东部夏季风过渡区中边界层高度的变化特征，以及与夏季风活动、夏季风降水的关系研究尚未可见。本文重点应用西北地区东部非季风影响区到季风影响区5站高空压温湿风加密资料、地面观测资料和*NCEP*、*EC*再分析资料，采用位温梯度法计算夏季风期边界层高度的时空变化特征，进一步得出其与夏季风活动、季风降水的关系。

1　资料和方法

1.1　分区数据计算

应用西北地区东部5站民勤、榆中、平凉、银川和延安2006—2016年5～9月逐日19时每隔10 m高度高空加密观测资料，民勤2006—2016年逐日07时探空规定层和特性层资料，以及5站季风期5～9月地面逐日观测资料。

高空10 m加密资料是应用L波段（1型）雷达高空气象系统数据处理软件，经过对探空数据进行处理，得到等间隔高度、时间上的气象要素值。若高度间隔太小，计算量大，而间隔太大，计算结果的误差较大，所以10 m计算的边界层高度数据更为准确精细。高空资料和地面资料，如季风期不同降水量级总日数和降雨量等，均采用区域内所有站点平均得到。

研究区位于西北地区东部，是干旱、半干旱到半湿润的过渡区，也是由非季风影响区、季风摆动区到季风影响区的变化区域（104～109 °E，35～39 °N）如图1所示。非季风影响区民勤气温最高、降水和雨日最少，季风期气温27～28 ℃，降水量100～150 mm，降水日数25～50 d，≥10 mm日数不足5 d；季风摆动区季风期气温23～28 ℃，降水量150～400 mm，降水日数40～50 d，≥10 mm日数5～12 d；季风影响区延安降水量较大，中雨及以上日数较多，季风期气温25～27 ℃，降水量大于400 mm，降水日数在50 d以上，≥10 mm日数大于12 d。

1.2　边界层高度确定

文中主要应用上述5站每隔10 m高空加密观测资料进行计算，有必要对计算方法进行对比分析，来确定合适的边界层高度。

由于每隔10 m的探空资料量大，计算时间长，采用多点平滑、平均方法使资料更具连续性和稳定性，计算结果更接近实际大气。我们选取民勤作为试验对象，通过应用T—LnP法和位温法对各种资料进行3点至25点资料的平滑、平均计算对比分析，得出相应资料的最佳使用方法，从而找出合理的边

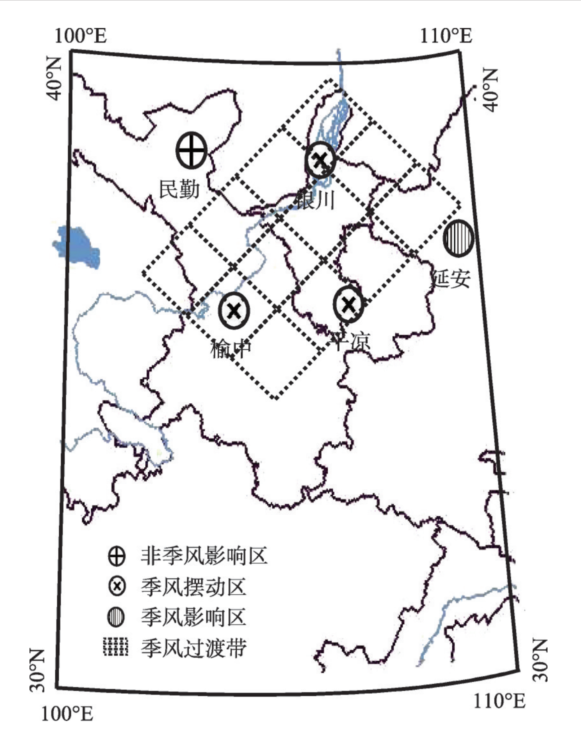


图1　研究区5站地理分布及分区

Fig .1　Geographical distribution and monsoon zoning of 5 stations in the study area

界层高度：

(1)T-LnP法：2006—2016年5～9月逐日07时高空规定层、特性层压温湿资料和地面观测资料[5]。

(2)5点平滑位温梯度法：2006-2016年5～9月逐日19时每隔50 m高空加密压温湿风资料。

M点平滑位温计算方法：

$$x(i)=\left(\sum_{k=i}^{i+m-1}x(k)\right)/m \qquad (1)$$

式中：i是层数，x是位温。当位温梯度$Xi+1/Xi$大于0.005 K·m^{-1}的最低高度(Hi)就是边界层高度，文中$m=5$[3-4]。

(3)9点平均位温梯度法：2006—2016年5～9月逐日19时每隔10 m高空加密资料。

M点平均位温计算方法：

$$x(i)=\left(\sum_{k=1+(i-1)\times m}^{i\times m}x(k)\right)/m \qquad (2)$$

式中：i是层数，x是位温。当位温梯度$Xi+1/Xi$大于0.005 K·m^{-1}的最低高度(Hi)就是边界层高度，文中$m=9$。

位温梯度法：位温梯度大于0.005 K·m^{-1}时的最低高度。

通过对民勤站采用不同方法对比，目的在于应用该资料得出较为合理的边界层高度计算方法，使不同区域的边界层高度具有可比性，三种方法计算的边界层高度相关系数均达0.993。计算结果分析：民勤5～9月07时的T-LnP法比后两种方法略高100 m，后两种方法结果相近，5～6月高度较高均达3 000 m以上，7～9月逐渐降低，9月最低接近1 800 m(图2)。

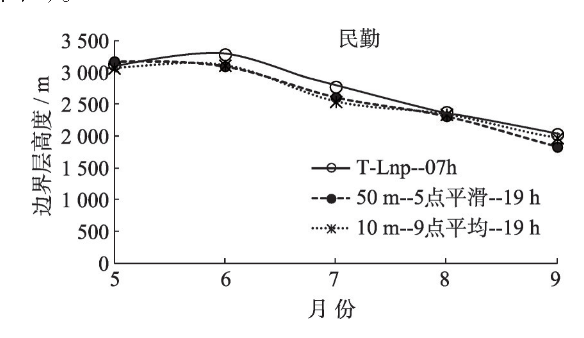


图2　民勤2006—2016年5～9月不同方法边界层高度对比

Fig .2　Boundary layer height contrast of different methods in Minqin from May to September during 2006—2016

下面主要应用夏季风重点影响区5站2006—2016年5～9月19时每隔10 m加密资料进行分析，应用9点平均位温梯度法计算，得出5站季风期5～9月的边界层高度(图3)：从高到低依次为非季风影响区、季风摆动区和季风影响区，平均值分别为2 606 m、2 016 m、1 486 m，最大边界层高度出现时间是非季风影响区民勤6月达3 112 m、季风摆动区银川5月2 782 m、季风影响区延安5月2 081 m，从5～9月逐渐降低。

1.3　季风北边缘指数计算

分别利用1961—2013年美国国家环境预报中心和国家大气研究中心(NCEP/NCAR)再分析资料和1979—2013年欧洲中心(ECMWF)再分析资料，采用胡豪然等[22]2007年提出的结合了气团、降水两

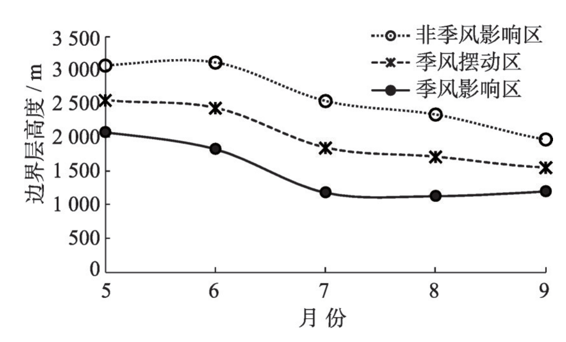


图3　2006—2016年季风活动期不同类型的边界层高度对比

Fig .3　Boundary layer height contrast of different types in monsoon activity period during 2006—2016

方面因素的季风边缘带标准,即必须满足下列3个条件:

(1) 850 hPa候平均风场为西南风,即$u > 0$ m·s^{-1}, $v > 0$ m·s^{-1}。

(2) 850 hPa候平均的假相当位温θse ≥ 335 K;

(3) 候平均的降水量$P \geq 4$ mm·d^{-1}。

将一年中满足以上3个条件的最北纬度定义为季风边缘指数。其中假相当位温计算方法见文献[23]。

季风北边缘年变化是一年中季风能够达到最北的纬度,是进行了7点纬向平滑之后的结果。逐年纬度与西北东部5站逐站对比,若纬度超过该站,则该站当年有季风经过。*NCEP*分辨率为2.5°×2.5°,ECMWF分辨率为0.75°×0.75°。季风持续时间就是季风在不同纬度以北的持续时间[24],根据北纬25~45°上不同经度上逐年的季风持续时间,计算出西北东部5站逐年的季风持续时间(候)。

1.4 *APO*季风强度指数

三种季风强度指数分别是*ZTCI*(东亚夏季风)、*DNS*(动态归一化季节性)和*APO*(亚洲—太平洋涛动)指数,分别是张庆云[25]、李建平[26]和赵平[27]定义的季风强度指数。张红丽[28]将这三类指数进行不同时间尺度上的对比分析,结果发现3类指数在年际、年代际和长期趋势变化不尽相同,其中长期和年代际变化上基本能够表现出较好的一致性,即都表现出1961—2013年期间夏季风活动减弱和类似的年代际波动情况,但是在年际尺度上,三类指数差别很大。李岩瑛[29]又进一步计算3种季风强度指数与降水量、降水日数关系不好,但*APO*指数与季风摆动区5~9月总降水量、中雨及以上降水日数相关明显较好,相关系数分别达0.5和0.57。所以文中重点介绍*APO*指数应用资料和计算方法:

月平均NCEP-NCAR再分析资料(The National Centers for Environmental Prediction- National Center for Atmospheric Research)格点数据,水平分辨率为2.5°×2.5°,垂直层17层,包括气温、水平风速、相对湿度、地表气压等要素。

*APO*指数是亚洲与太平洋中纬度对流层之间的热力差异指数,参照ZHAO[27]的方法,基于1961—2013年*NCEP*/*NCAR*再分析资料,对北半球夏季对流层中上层(500~200 hPa)垂直平均的温度扰动(T',这里$T'=T-\bar{T}$,其中T是空气温度,$\bar{T}$是T的纬向平均)标准化场进行自然正交分解(EOF),第一、第二模态的方差贡献率分别为15%、12%,North检验很好的分离两模态,本文取第一模态的时间系数为夏季标准化距平*APO*指数.

2 结果分析

2.1 边界层高度的地面影响因子

应用季风影响区4站(民勤除外)2006—2016年5~9月月均地面资料、19时每隔10 m加密资料9点位温平均法计算的月均边界层高度,进行分析得出边界层高度的影响因子:

4站方程:$Hp=4539.05-15.57x_1-57.21x_2-24.18x_3+2.58x_4-55.3x_5$

3站(季风摆动区)方程:$Hp_1=3038.47+9.9x_1-38.9x_2-37.13x_3+96.32x_6$

延安站(季风影响区)方程:$Hp_2=2906-37x_1$

式中:Hp为19时9点位温梯度平均法计算的边界层高度。x_1:最小相对湿度,x_2:320 cm最高地温,x_3:平均相对湿度,x_4:最大风速风向,x_5:极大风速,x_6:气温日较差。边界层高度只与最大风速风向成正比,与相对湿度、320 cm最高地温、极大风速成反比。从相关系数分析,Hp与相对湿度、气温日较差、最高地气温差、320 cm地温和0 cm最高地温较密切,相关系数分别达-0.87、0.77、0.74、-0.65和0.63,均通过了0.01的信度检验。季风摆动区与相对湿度、地气温差有关,而季风影响区只与最小相对湿度关系密切。湿度越大、风速越大,边界层高度越低,相反,近地面地气温差越大,气温越高,吹西北风时,边界层高度越高。进一步说明阴雨天气时边界层高度低,干热天气时边界层高度高,因而受季风影响时边界层高度低,反之,无季风时边界层高度高。

但大风速环境风场更有利于大气边界层高度的发展;湿度增大意味着到达地面的太阳能向潜热转变的分量增加,用于加热大气的感热相应就减小,对流混合发展受到限制,大气边界层高度较低[30];降水会增加大气的相对湿度,而湿度与边界层高度成反相关,因而降水越大边界层高度越低[31-32]。

2.2 边界层高度与夏季风的关系

边界层高度的变异在季风前4~5月最大,冬季最小[33]。季风活动期会使感热通量急剧下降,湿度增大,从而使边界层降低;相反较高的边界层,气温

高湿度小，会抑制季风前进[34-35]。

根据1979—2013年*EC*、1961—2013年NCEP计算出的夏季风当年北边缘边界线，再分别计算5站当年是否有夏季风经过，经过为1，否则为0，得出多年平均夏季风经过各站的概率值分别如下（表1），相比*NCEP*的概率值和季风持续时间（候）要比*EC*小（短）很多。东南部的延安欧洲中心资料*EC*夏季风通过的概率较大为97%，持续时间较长达3.1候，其次是平凉，西北部的民勤几乎无夏季风通过。因而5站分别分布在非季风影响区（民勤），季风摆动区（银川，平凉、榆中），季风影响区（延安）3个区域。

表1　西北东部5站年均夏季风经过的概率（%）和季风持续时间（候）

Tab.1　Passage probabilities (%) and durations (pentad) of mean annual summer monsoon at 5 stations in the east of northwestern China

项目	民勤	银川	榆中	平凉	延安
*EC*年季风经过的概率（%）	0	0.31	0.28	0.74	0.97
*NCEP*年季风经过的概率（%）	0	0.02	0.17	0.55	0.87
*EC*年季风持续时间（候）	0.2	0.3	0.6	1.7	3.1
*NCEP*年季风持续时间（候）	0	0.1	0.2	1.0	2.8

经过2006—2013年5站*NCEP*、*EC*季风资料与5～9月平均边界层高度对比得出：非季风影响区边界层高度高，有夏季风经过的地区边界层高度低，夏季风5～9月平均边界层高度的界线是低于2 000 m，气压大于680 hPa。如2006—2013年*EC*季风资料中非季风影响区民勤无季风经过，边界层高度为2 624 m，季风影响区延安一直有季风经过高度为1 464 m，而其它站为季风摆动区高度介于二者之间（图4），结果与乔梁[36]2019年运用2013年6月三个季风影响区的晴天大气边界层高度类似。

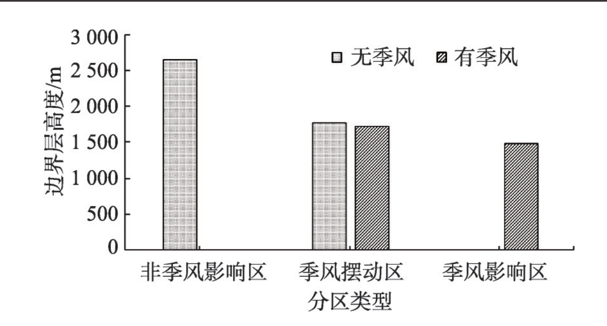
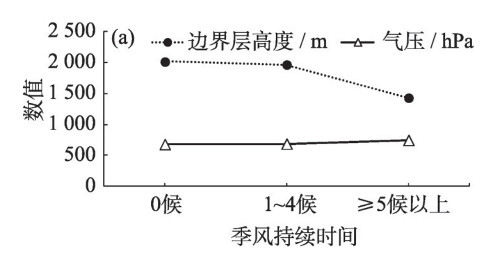


图4　2006—2013年有季风影响年与非季风影响年的边界层高度对比

Fig .4　Comparison of boundary layer height between monsoon affected and non-monsoon affected years during 2006—2013

对比2006—2013年5站*EC*、*NCEP*资料计算的季风持续时间与5～9月平均边界层高度得出：无季风（季风持续时间为0候）时边界层高度在2 000 m左右，季风持续时间在1～4候时，边界层高度在1 600～1 900 m，季风持续时间≥5候时，边界层高度在1 300～1 400 m（图5）。*EC*中0～4候边界层高度相差不足100 m，但5候以上在1 400 m左右；*NCEP*边界层高度较*EC*低100～300 m。持续时间越长，边界层高度越低。

3种季风强度指数分别是*ZTCI*（东亚夏季风）、*DNS*（动态归一化季节性）和*APO*（亚洲-太平洋涛动）指数，其中*ZTCI*、*DNS*和*APO*分别是张庆云（2003）、李建平（2002）和赵平（2007）定义的季风强度指数。如图6，*DNS*年变化较小；*APO*从2008—2009年、2013—2014年是由强到弱；*ZTCI*变化幅度最大，2012年最强，2010年、2013年较弱；2006—2016年*ZTCI*与*DNS*指数相关系数为0.89，通过信度为0.01，但二者与*APO*相关系数均大于-0.13，无相关。3种区域的夏季边界层高度中非季风影响区与其他两个区的边界层高度相关系数只有0.2～0.3，而季风摆动区与季风影响区的边界层高度变化趋势一致，相关系数达0.86，通过信度为0.05检验。



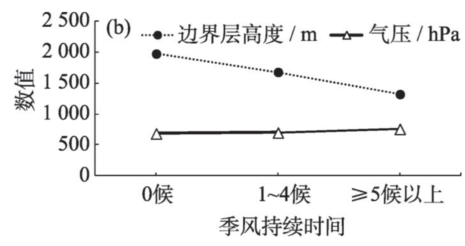


图5　5站2006—2013年5～9月边界层高度与季风持续时间关系对比（a-EC, b-NCEP）

Fig .5　Comparison between boundary layer height and summer monsoon duration at 5 stations from May to September during 2006—2013（a-EC, b-NCEP）

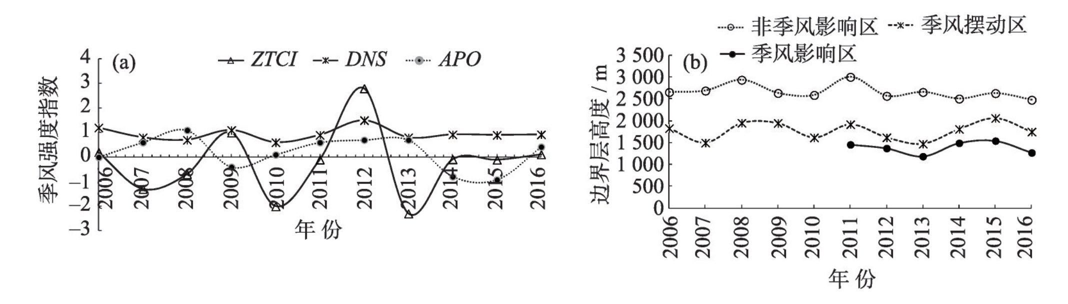


图6　2006—2016年夏季三种季风强度指数(a)和季风区边界层高度(b)年变化

Fig.6　Annual variations of summer three monsoon intensity indices (a) and the boundary layer height (b) of monsoon affected area from 2006 to 2016

经2011—2016年*APO*季风强度与同期平均年边界层高度进行相关分析得出:*APO*指数与季风影响区边界层高度相关较好,系数达-0.74,与非季风影响区边界层高度相关系数为0.48,但都没有通过信度0.01检验。*APO*季风强度指数与非季风影响区成正相关,而与季风摆动区和季风影响区的边界层高度成负相关,表明季风强度越强,季风区边界层高度越低(图7)。

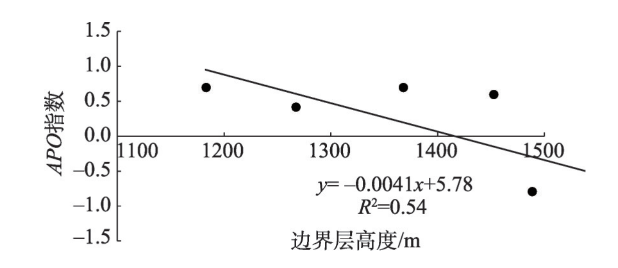


图7　2011—2016年夏季*APO*季风强度指数和季风影响区边界层高度的散点相关图

Fig.7　Correlation diagrams of summer *APO* monsoon intensity indices and the boundary layer height of monsoon affected area from 2011 to 2016

2.3　边界层高度与季风期降水的关系

经过2006—2013年5站*EC*季风资料与同期5~9月不同降水量级总日数和降雨量对比得出夏季风与降水的关系(图8):有夏季风时降雨日数多,中雨以上量级日数和降雨量明显偏多,说明夏季风对降水有增加增多的贡献,进一步解释有夏季风时边界层高度较低的原因。

将降水分为无降水、有降水,无降水时当日降水量为0.0 mm或无,有降水为日降水量≥0.1 mm,其中有降水分为稳定性降水和对流性降水,稳定性降水是具有连续性质的小雨、中雨和大雨及以上降水,而对流性降水是阵雨、雷阵雨等。得出季风期边界层高度从大到小为无降水、对流性降水和稳定

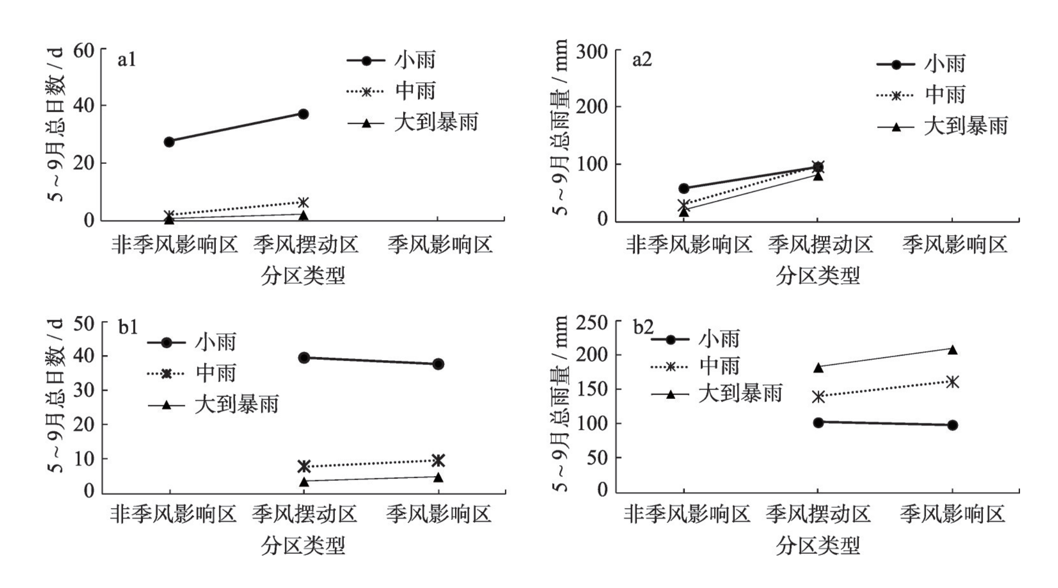


图8　2006—2013年不同类型季风期夏季风与不同量级降水对比(a-无季风,b-有季风,1-总日数,2-总雨量)

Fig.8　Comparison between summer monsoon and monsoon precipitation levels of different types in monsoon activity period during 2006—2013 (a-non-monsoon, b-monsoon, 1-total number of rain days, 2-total rainfall)

性降水，无降水到对流性降水降低幅度较大为600～1 200 m，而对流性降水到稳定性降水降低幅度较小为15～140 m。分区类型中从大到小为非季风影响区、季风摆动区和季风影响区，其中无降水时非季风影响区最大为2 986 m，季风影响区最小为1 875 m；稳定性降水和对流性降水中非季风影响区最大为1 600～1 800 m，季风摆动区1 200～1 300 m，季风影响区最小900～1 000 m（图9）。印度班加罗尔地区夏季风季节对流期和非对流期表层结构变化的对比研究表明：对流期风速的日变化明显高于非对流期，但峰值感热通量比非对流期小，说明对流性降水中风速大气温高，因而其边界层高度较高[37]。

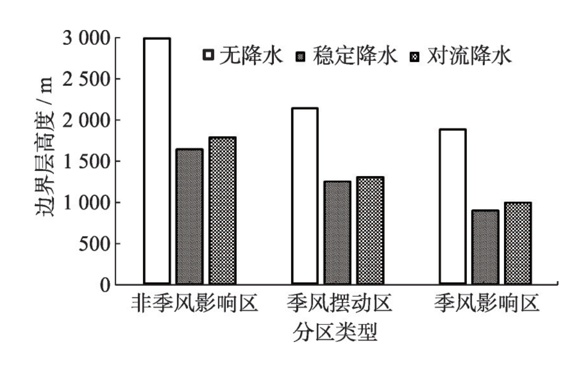


图9 2006—2016季风期边界层高度与有无降水，降水性质对比

Fig .9 Comparison between boundary layer heights and with or without precipitation，precipitation properties in monsoon activity period during 2006-2016

边界层高度中除民勤中雨比大雨低外，其它站随着降水强度增强边界层高度降低，非季风影响区民勤较高，季风摆动区次之，季风影响区最低，无雨到小雨降幅较大为600～1 300 m，小雨到以上量级降幅较小。边界层气压中非季风影响区无雨时最低为617 hPa，季风摆动区银川大到暴雨时最高为827 hPa（图10）。

计算2006—2016年5站5～9月平均边界层高度与不同量级降雨日数，并用SPSS数据处理软件分析相关得出，边界层高度与中雨及以上降水日数成反相关，相关系数达-0.8，其次是中雨日数，相关系数-0.75，二者均通过信度0.01。中雨及以上日数越多，边界层高度越低。

$$Hp=2825.32-57.91x_1-12.33x_2$$

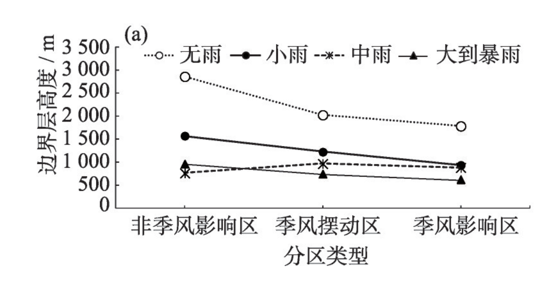
式中Hp为19时9点平均位温梯度法计算的边界层高度。x_1：中雨及以上降水日数，x_2：小雨日数。降水日数越多，边界层高度越低。

3 结 论

（1）基于每隔10 m加密压温湿风探空资料，确定了9点平均位温梯度法作为边界层高度的最佳计算方法，得出西北地区东部季风摆动区边界层高度5～6月较高，7～9月逐渐降低。夏季风期间的平均边界层高度中非夏季风影响区较高2 600 m左右，夏季风摆动区1 800～15 00 m，夏季风影响区1 500 m以下。

（2）边界层高度的主要地面影响因子是相对湿度、地温和风速，边界层高度与近地面地气温差，气温成正相关，但与相对湿度、风速成反相关。季风摆动区与相对湿度、地气温差有关，而季风影响区只与最小相对湿度关系密切。季风影响区4站（民勤除外）湿度越大、风速越大，边界层高度越低。

（3）边界层高度与有无夏季风、夏季风持续时间有关，但与夏季风影响区中的夏季风强度关系明显。无季风时边界层高度较高，有夏季风时边界层高度较低，夏季风平均边界层高度的界线是低于2 000 m，气压大于680 hPa。夏季风持续时间越长，边界层高度越低，夏季风持续时间 ≥5候时，边界层高度在1 300～1 400 m。亚洲—太平洋涛动（Asian Pacific Oscillation, *APO*）指数与夏季风影响区的边界层高度相关系数达-0.74，*APO*夏季风指数越强，



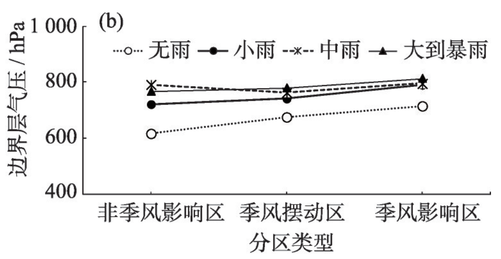


图10 2006—2016年季风期边界层高度(a)、气压(b)与降水量级关系对比

Fig. 10 Comparison between boundary layer heights (a), pressure (b) and precipitation levels in monsoon activity period during 2006-2016

季风影响区的边界层高度越低。

（4）边界层高度与季风期降水性质、强度关系密切，5～9月边界层高度从大到小为无降水、对流性降水和连续性降水，随着降水强度增强边界层高度降低，非季风影响区较高，季风摆动区次之，季风影响区最低。降水日数越多，边界层高度越低。

（5）边界层高度与夏季风进退、持续时间和强度，季风期降水有一定的关系，夏季风长而强，降水多而强，边界层高度越低。但由于季风影响区站点资料较少，难以对得出的结论进一步充分证实。下一步将揭示季风影响区大气边界层温湿风等垂直结构的变化特征，得出边界层对夏季风的响应机制。

参考文献（References）

[1] 王腾蛟, 张镭, 胡向军, 等. WRF模式对黄土高原丘陵地形条件下夏季边界层结构的数值模拟[J]. 高原气象, 2013, 35(2): 1261-1271. [WANG Tengjiao, ZHANG Lei, HU Xiangjun, et al. Numerical simulation of summer boundary layer structure over undulating opography of Loess Plateau simulated by WRF Model[J]. Plateau Meteor, 2013, 32(5): 1261-1271.]

[2] 李霞, 权建农, 王飞, 等. 激光雷达反演边界层高度方法评估及在北京的应用[J]. 大气科学, 2018, 42(2): 435-446. [LI Xia, QUAN Jiannong, WANG Fei, et al. Evaluation of the method for planetary boundary layer height retrieval by Lidar and its application in Beijing[J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences, 2018, 42(2): 435-446.]

[3] 李岩瑛, 张强, 张爱萍, 等. 干旱半干旱区边界层变化特征及其影响因子分析[J]. 高原气象, 2016, 35(2): 385-396. [LI Yanying, ZHANG Qiang, ZHANG Aiping, et al. Analysis on atmosphere boundary layer variation characteristics and their impact factors in arid region and semi-arid region over northwest China[J]. Plateau Meteorology, 2016, 35(2): 385- 396.]

[4] 张强, 张杰, 乔娟, 等. 我国干旱区深厚大气边界层与陆面热力过程的关系研究[J]. 中国科学(地球科学), 2012, 54(10): 1585-1594. [ZHANG Qiang, ZHANG Jie, QIAO Juan, et al. Relationship of atmospheric boundary layer depth with thermodynamic processes at the land surface in arid regions of China[J]. Sci China: Earth Sci, 2012, 54(10): 1585-1594.]

[5] 李岩瑛, 钱正安, 薛新玲, 等. 西北干旱区夏半年深厚的混合层与干旱气候形成[J]. 高原气象, 2009, 28(1): 46-54. [LI Yanying, QIAN Zhengan, XUE Xinling, et al. Deep mixed layer in northwest China dry area in summer half year and formation of the dry climate[J]. Plateau Meteorology, 2009, 28(1): 46-54.]

[6] 李岩瑛, 张强, 陈英, 等. 中国西北干旱区沙尘暴源地风沙大气边界层的特征[J]. 中国沙漠, 2014, 34(1): 206-214. [LI Yanying, ZHANG Qiang, CHEN Ying, et al. Vertical structure of atmosphere boundery layer during wind-sandstorm process over sandstorm source in arid area of northwest China[J]. Journal of Desert Research, 2014, 34(1): 2-06-214.]

[7] 柳艳菊, 丁一汇. 亚洲夏季风爆发的基本气候特征分析[J]. 气象学报, 2007, 65(4): 511-526. [LIU Yanju, JING Yihui. Analysis of the basic features of the onset of Asian summer monsoon [J]. Acta Meteorologica Sinica, 2007, 65(4): 511-526.]

[8] 丁一汇, 孙颖, 刘芸芸, 等. 亚洲夏季风的年际和年代际变化及其未来预测[J]. 大气科学, 2013, 37 (2): 253-280. [DING Yihui, SUN Ying, LIU Yunyun, et al. Interdecadal and interannual variabilities of the Asian summer monsoon and its projection of future change [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences, 2013, 37 (2): 253-280.]

[9] 丁一汇, 司东, 柳艳菊, 等. 论东亚夏季风的特征、驱动力与年代际变化[J]. 大气科学, 2018, 42(3): 533-558. [DING Yihui, SI Dong, LIU Yanju, et al. On the characteristics, driving forces and inter-decadal variability of the east Asian summer monsoon [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences, 2018, 42(3): 533-558.]

[10] GETTELMAN A, E KIMMISON D, DUNKERTONT J, et al. Impact of monsoon circulations on theupper troposphere and lower stratosphere[J]. J Geophys Res, 2004, 109: D22101.

[11] 张强, 岳平, 张良, 等. 夏季风过渡区的陆-气相互作用: 述评与展望[J]. 气象学报, 2019, 77(4): 758-773. [ZHANG Qiang, YUE Ping, ZHANG Liang, et al. Land-atmosphere interaction over the summer monsoon transition zone in China: A review and prospects [J]. Acta Meteorologic Sinica, 2019, 77(4): 758-773.]

[12] HANG R H, ZUO Z Y. Impact of spring soil moistere on surface energy balance and summer monsoon circulation over East Asia and precipitation in east China[J]. J Climate, 2011, 24(13): 3309-3322.

[13] 陈婕, 黄伟, 靳立亚, 等. 东亚夏季风的气候北界指标及其年际变化研究[J]. 中国科学(地球科学), 2018, 48(1): 93-101. [CHEN Jie, HUANG Wei, JIN Liya, et al. Study on the north boundary index of east Asian summer monsoon and its annual variation[J]. Earth Science, 2018, 48(1): 93-101.]

[14] 朱熠思. 1957-2014年中国西北地区夏季日降水变化趋势分析[D]. 兰州: 兰州大学, 2017. [ZHU Yisi. Trends in summer daily precipitation in the northwest China during 1957-2014[D]. Lanzhou: Lanzhou University, 2017.]

[15] 吴萍. 水汽输送对我国降水变异及大气污染条件的影响[D]. 北京: 中国气象科学研究院, 2017. [WU Ping. Influence of moisture transport on precipitation variation and atmospheric pollution conditions in China [D]. Beijing: Chinese Academy of Meteorological Sciences, 2017.]

[16] 廉陆鹞, 刘滨辉. 近58 a我国西北地区干期与湿期变化特征[J]. 干旱区地理, 2019, 42(6): 1301-1309. [LIAN Luyao, LIU Binhui. Change characteristics of dry and wet spells in northwest China during the past 58 years[J]. Arid Land Geography, 2019, 42(6): 1301-1309.]

[17] 张亚宁, 张明军, 王圣杰, 等. 1961—2015年中国降水面积变化特征研究[J]. 干旱区地理, 2019, 42(4): 762-773. [ZHANG Yan-

ing, ZHANG Mingjun, WANG Shengjie, et al. Changes of precipitation area in China from 1961 to 2015[J]. Arid Land Geography, 2019, 42(4): 762–773.]

[18] 王凯, 孙美平, 巩宁刚. 西北地区大气水汽含量时空分布及其输送研究[J]. 干旱区地理, 2018, 41(2): 290–297. [WANG Kai, SUN Meiping, GONG Ninggang. Spatial and temporal distribution and transportation of the water vapor in the northwestern China[J]. Arid Land Geography, 2018, 41(2): 290–297.]

[19] 刘潇, 王成刚, 黄辉军. 2012年南海夏季风活跃期与非活跃期广东电白地区海陆大气边界层特征分析[J]. 热带气象学报, 2017, 33(1):93–103. [LIU Xiao, WANG Chenggang, HUANG Huijun. Analysis of the characteristics of the land-sea boundary layer over the dianbai area during the active and inactive periods of South China Sea summer monsoon in 2012[J]. Journal of Tropical Meteorology, 2017, 33(1): 93–103.]

[20] 汪会. 华南和江淮地区夏季风期间降水和对流的一些统计特征和个例研究[D]. 北京: 中国气象科学研究院, 2014. [WANG Hui. Some statistical characteristics and case studies of precipitation and convection during summer monsoon in south China and Jianghuai region[D]. Beijing: Chinese academy of meteorological sciences, 2014.]

[21] 杜一博. 西北地区陆面过程与大气边界层相互作用及其对夏季风进退的响应[D]. 兰州: 兰州大学, 2018. [DU Yibo. Interaction between land surface process and atmospheric boundary layer in northwest China and its response to the advance and retreat of summer monsoon [D]. Lanzhou: Lanzhou University, 2018.]

[22] 胡豪然, 钱维宏. 东亚夏季风北边缘的确认[J]. 自然科学进展, 2007, 17(1): 57–65. [HU Haoran, QIAN Weihong. Confirmation of the north edge of the east Asian summer monsoon [J]. Progress in Natural Science, 2007, 17(1): 57–65.]

[23] BOLTON D. The computation of equivalent potential temperature [J]. Mothly Weather Review, 1980, 108: 1046–1053.

[24] ZHANG Hongli, ZHANG Qiang, YUE Ping, et al. Aridity over a semiarid zone in northern China and responses to the East Asian summer monsoon[J]. J Geophys Res Atmos, 2016, 121.

[25] ZHANG Qingyun, TAO Shiyan, CHEN Lieting. The inter-annual variability of east Asian summer monsoon indices and its association with the pattern of general circulation over East Asia [J]. Acta Meteorologica Sinica, 2003, 61(4): 558 – 568.

[26] LI Jianpimg, ZENG Qingcun. A unified monsoon index[J]. Geophys. Res. Lett. 2002, (29): 1274.

[27] ZHAO Ping, ZHUYani, ZHANG Renhe. An Asian-Pacific teleconnection in summer tropospheric temperature and associated Asian climate variability[J]. Clim Dyn, 2007, 29: 293–303.

[28] 张红丽. 夏季风影响过渡区气候干燥度和气象干旱对夏季风活动的响应研究[D]. 兰州: 兰州大学, 2018. [ZHANG Hongli. Research on responses of aridity and drought to the East Asia Summer monsoon in monsoon transition zone of China[D]. Lanzhou: Lanzhou University, 2018.]

[29] 李岩瑛, 蔡英, 张春燕, 等. 西北东部季风过渡区夹卷率与夏季风的动力学关系[J]. 地球科学进展, 2019, 34(12): 1316–1327. [LI Yanying, CAI Ying, ZHANG Chunyan, et al. Dynamic relationship between entrainment rate and summer monsoon in the transition area of monsoon in the East of Northwest China[J]. Advances in Earth Science, 2019, 34(12): 1316–1327.]

[30] 马敏劲. 中国西北地区极端大气边界层高度及其对化学追踪物质传输影响的数值模拟研究[D]. 兰州: 兰州大学, 2011. [MA Minjing. Numerical simulation of extreme atmospheric boundary layer height and its effect on chemical tracing material transport in northwest China [D]. Lanzhou: Lanzhou University, 2011.]

[31] 赵艳茹, 毛文茜, 张珂铨, 等. 东亚、北非干旱半干旱区边界层高度变化及其影响因素[J]. 中山大学学报(自然科学版), 2017, 56 (5): 93–100. [ZHAO Yanru, MAO Wenqian, ZHANG Kequan, et al. The boundary layer height variation and influence factors over arid and semiarid areas of East Asia and North Africa[J]. Acta Scientiarum Naturalium Universitatis Sunyatseni, 2017, 56(5): 93–100.]

[32] SHI Zhong, TAO Yang, ZHU Jian, et al. A modeling study of the influence of initial soil moisture on summer precipitation during the East Asian summer monsoon[J]. Dynamics of Atmospheres and Oceans. 2019, 85: 72–82.

[33] SANDHYA K, NAIR M, MADHUSOODANAN S, et al. The role of boundary layer height (BLH) variations on pollution dispersion over a coastal station in the Southwest Peninsular India[J]. Journal of Atmospheric and Solar- Terrestrial Physics, 2018, 179, 273–280.

[34] 张坚. 风廓线雷达在南海季风边界层结构及深圳海陆风研究中的应用[D]. 南京: 南京信息工程大学, 2013. [ZHANG Jian. Application of wind profile radar in the study of the boundary layer structure of the South China Sea monsoon and the Shenzhen sea-land wind [D]. Nanjing: Nanjing University of Information Science and Technology, 2013.]

[35] SUDEEPKUNAR L, BABUC A, VARIKODEN Hamza. Characteristics of surface boundary layer during active and weak phases of southwest monsoon over Kochi: A tropical station[J]. Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics, 2018, 179, 154–164.

[36] 乔梁, 张强, 岳平, 等. 由非季风区向季风区过渡过程中大气边界层结构的变化分析[J]. 大气科学, 2019, 43 (2): 251–265. [QIAO Liang, ZHANG Qiang, YUE Ping, et al. Analysis of changes in the structure of atmospheric boundary layer from non-monsoon zone to monsoon zone [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences, 2019, 43 (2): 251–265.]

[37] NARENDRA Reddy, KUSUMA G Rao. Contrasting variations in the surface layer structure between the convective and non-convective periods in the summer monsoon season for Bangalore location during PRWONAM[J]. Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics, 2018, 167, 156–168.

Response characteristics of atmospheric boundary layer height to summer monsoon activity and monsoon precipitation of monsoon swing region in the eastern part of northwest China

LI Yan-ying[1,2,3], ZHANG Hong-li[4], ZHANG Qiang[1], ZHANG Ai-ping[5],
YANG Ji-ping[5], ZHANG Chunyan[3]

(1 *Key laboratory of Arid Climatic Change and Reducing Disaster of Gansu Province/Key Open Laboratory of Arid Climatic Change and Disaster Reduction of CMA/ Institute of Arid Meteorology; CMA; Lanzhou* 730020, *Gansu, China;* 2 *Key Laboratory of Land Surface Process and Climate Change in Cold and Arid Regions, CAS, Lanzhou* 730000, *Gansu, China;* 3 *Wuwei meteorological bureau in GanSu province, Wuwei* 733000 *Gansu*; 4 *Tianshui Normal University, Tianshui* 741000 *Gansu*; 5 *Minqin meteorological bureau of Gansu province, Minqin* 733399 *Gansu*)

Abstract: The atmospheric boundary layer height (BLH) affects near-grounddevelopment of energy and water.The boundary layer of the monsoon swing area in the eastern part of northwest China is significantly affected by summer monsoon activity and monsoon precipitation; however, its changes and the response characteristics of the BLH are not clear. A suitable BLH was determining by comparing calculations using many kinds of methods. These calculations used daily upper observation data collected every 10 m at 19:00 from five stations (Minqin, Yuzhong, Pingliang, Yinchuan, and Yan'an) in the summer monsoon swing areafrom May to September during 2006−2016 in addition to the prescribed and characteristic layers of daily sounding data at 07:00 in Minqin during 2006−2016 as well as daily surface observation data during the corresponding period.Then, using NCEP/EMC reanalysis data, the influence of summer monsoon on the monsoon swing area's BLH was calculated and analyzed, and the relationships between BLH and the summer monsoon and precipitation effects during the monsoon activity period was obtained. The results showed thatthe 9−point mean temperature gradient method was the best BLH calculation methodbased on the sounding data of pressure-temperature-humidity and wind every 10 m.The BLH in this area was higher in May and June and decreased gradually from July to September. The average BLH decreased from 2 600 m in the non-monsoon region and 1800m in the monsoon swing area to less than 1500m in the monsoon affected area.The BLH is closely related to relative humidity, temperature, and wind field at the surface, with higher humidity and wind speed yielding a lower BLH.In contrast, a greater near-ground temperature difference and higher temperature yields a higher BLH when the northwest wind blows.The BLH was higher when there was no summer monsoon and lower when there was a summer monsoon. The longer the duration of the summer monsoon was, the lower was the BLH. When the duration of the summer monsoon was 0, 1−4, and ≥ 5 pentads, the corresponding BLH values wereapproximately 2 000 m, 1 600−1 900 m, and 1300−1 400 m. There was also a significant negative correlation between the APO monsoon intensity index and BLH in the monsoon affected area.The BLH was closely related to precipitation properties and intensity during the monsoon activity period, with non- precipitation, convective precipitation, and stable precipitation having effects in turn from large to small. The BLH decreased with increasingprecipitation intensity, and the BLH was higher in the non-monsoon area, lower in the monsoon swing area, and the lowest in the monsoon affected area. Additionally, more precipitation days were associated with a lower BLH. The summer monsoon played an active role in lowering BLH and increasing and strengthening precipitation during the monsoon period.

Key words: Boundary layer height; Summer monsoon; Precipitation in flood season; Monsoon swing area; In the east of northwest China